جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره بیست‌وچهار، زمستان ۱۳۹۶

صص ۹۶ – ۸۱

DOI: 10.22067/geo.v6i4.63302

شبیه‌سازی اثر تغییر اقلیم بر جابه‌جایی زمانی تاریخ وقوع اولین و آخرین یخبندان‌های پاییزه و بهارهٔ ایران

محمد دارائی[1]– دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.

بهروز ساری صراف – استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.

علی‌محمد خورشیددوست استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.

پیمان محمودی– استادیار اقلیم‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۲/۲٤ تاریخ تصویب: ۱۳۹٦/۷/۱۰

چکیده

هدف از پژوهش کنونی بررسی دورنمایی از اثرات احتمالی تغییر اقلیم بر جابه‌جایی زمانی تاریخ وقوع اولین و آخرین یخبندان‌های پاییزه و بهارهٔ ایران است. بدین منظور از داده‌های دیده‌بانی ٤۳ ایستگاه همدید کشور (۱۹۸۱–۲۰۱۰) و داده‌های شبیه‌سازی شدهٔ LARS WG در دو مدل آب‌وهوای جهانی GFCM21 و HadCM3 در بازه‌های زمانی (۲۰٤٦–۲۰٦۵) و (۲۰۸۰–۲۰۹۹)، تحت سه سناریوی انتشار A1B، A2 وB1 استفاده گردید. نتایج، بیانگر جابه‌جایی اولین یخبندان پاییزه به سمت اوایل زمستان و جابه‌جایی آخرین یخبندان بهاره به‌سوی اواخر زمستان در گسترهٔ ایران است. پراکنش زمانی–مکانی تغییرات متفاوت است؛ به‌گونه‌ای که بیشترین جابه‌جایی‌های مثبت در رخداد اولین یخبندان پاییزه در دورهٔ (۲۰٤٦–۲۰٦۵) در ایستگاه‌هایی چون خرم‌آباد، رشت و گرگان مشاهده می‌شود. میزان تغییرات در ایستگاه‌های شمال شرقی (سبزوار و سمنان)، نیمهٔ جنوبی (کرمان، بم و آباده) و بیشتر ایستگاه‌های شمال-غرب نسبت به دیگر مناطق کمتر است. در دورهٔ (۲۰۸۰–۲۰۹۹) بیشترین روند منفی در ایستگاه‌های گرگان، رشت، اردبیل و شهرکرد خواهد بود. خوی، قزوین، بم و کاشان کمترین جابه‌جایی منفی خواهند داشت.

کلیدواژه‌ها: تغییر اقلیم، اولین یخبندان پاییزه، آخرین یخبندان بهاره، مدل LARS WG، ایران.

[1] نویسنده مسئول: ۰۹۱٤۱۸٤۵۱۵۳ Email: m.daraei@tabrizu.ac.ir

۱. مقدمه

بخش کشاورزی وابسته‌ترین بخش به اقلیم است و اقلیم تعیین‌کنندۀ اصلی زمان، مکـان، منـابع تولیـد و بهـره‌وری فعالیت‌های کشاورزی است (ریلی، ۱۹۹۹: ۲۹۸). تاریخ رخـــداد اولین دمای صفر درجه در پائیز و آخرین رخـداد آن در بهار به لحاظ کشاورزی دارای اهمیت می‌باشد. این اطلاعات در تعیین گونه‌های مناســب جهـت کاشــــت در هـر منطقـــه‌ای به کار می‌آیند. گرمایش جهانی سـبب تغییراتـی در شـاخص‌هـای اقلـیم کشـاورزی ماننـد: تـاریخ رخـداد یخبندان‌هـای دیـررس بهـاره، زودرس پـاییزه، طـول دورۀ یخبنـدان و طـول دورۀ رشـد شـده‌اسـت. نتـایج بررسـی پژوهشگران در بسیاری از نقاط جهان در دهه‌های اخیر حاکی از جابه‌جـایی زمـانی رخـداد یخبنـدان‌هـا دارد. کـوتر و لیدوک[1] (۱۹۹۵) با بررسی روند سری‌های زمانی تاریخ‌های رخداد آخرین یخبندان‌هـای فصـل بهـار در شـمال شـرق ایالات‌متحدۀ آمریکا مشاهده نمودند که روند خطی منفی معنادار در تاریخ آغاز یخبندان‌های زودرس فصـل بهـار دورۀ (۱۹۹۰–۱۹٦۱) وجود دارد. مطالعۀ استرلینگ[2] (۲۰۰۲) روی روند تاریخ رخداد یخبندان‌هـا نشـان داد در دورۀ ۱۹۹۹–۱۹۴۸ در ایالات‌متحده یخبندان‌های پاییزه دیرتر و یخبندان‌های بهاره زودتر رخ می‌دهد. کیان[3] و همکـاران (۲۰۱۲) بـه این نتیجه رسیدند که زمان وقوع یخبندان‌های دیررس بهاره و زودرس پاییزه در کانادا در طول قـرن بیسـتم بـه سـمت فصل زمستان جابجا شده‌اند. ژانگ[4] و همکاران (۲۰۱٤) دریافتند که تاریخ رخداد نخسـتین یخبنـدان پـاییزه در فـلات تبت در بازۀ زمانی (۱۹٦۰–۲۰۱۰) ۱/۵ روز در هر دهه به تعویق افتاده‌است و واپسین یخبنـدان بهـاره ۱/۹ روز در هـر دهه زودتر رخ می‌دهد. نتیجۀ بررسی یـو[5] و همکـاران (۲۰۱٤) روی تغییـرات شـاخص‌هـای یخبنـدان دورۀ (۱۹۸۰–۲۰۱۰) منطقۀ دریاچه‌های پنج‌گانۀ ایالات‌متحده حاکی از روند منفی آخـرین یخبنـدان بهـاره و مثبـت اولـین یخبنـدان پاییزه است که منجر به افزایش طول دورۀ رشد شده است. پژوهش سکاگز و ایرماک[6] (۲۰۱۵) حاکی است کـه فصـل رشد در ایالات مینسوتا در طول قرن بیستم به سبب جابجایی زمانی در وقوع آخـرین یخبنـدان‌هـای زودرس و اولـین یخبندان‌های دیررس افزایش یافته‌است، اما این افزایش در بین ایستگاه‌های مورد مطالعه متفاوت بوده‌است.

تاریخ رخداد یخبندان‌های پاییزۀ نواحی جنوبی استرالیا ٤ هفته در دورۀ (۲۰۰۰–۲۰۱٤) نسـبت بـه دهـۀ ٦۰ دیرتـر رخ می‌دهد (کریمپ[7] و همکاران، ۲۰۱٦: ۱۱۵). امروزه به‌کارگیری خروجی مدل‌های اقلـیم جهـانی ایـن امکـان را بـه وجود آورده تا پژوهشگران دورنمایی از تغییرات احتمالی شاخص‌های آمـاری یخبنـدان‌هـا را در مقیـاس‌هـای زمـانی بلندمدت بر بخش‌های مختلف کرۀ زمین بررسی نمایند. بررسی روند و تغییرات آیندۀ شاخص‌های روزهـای یخبنـدان

1 Cooter and Leduc
2 Easterling
3 Qian
4 Zhang
5 Yu
6 Skaggs and Irmak
7 Crimp

حوضهٔ آبخیز کت اسکیل کوهستان نیویورک[1] حاکی از افزایش شاخص‌های دمای کمینه و طول فصل رشد و کاهش روزهای یخبندان بود. در دورهٔ مشاهداتی (۱۹۶۰–۲۰۰۰) در همهٔ حوضه به جز کانون سویل[2]، آخرین یخبندان بهاره ۴/۳ – ۲/٦ روز در هر دهه زودتر و اولین یخبندان پاییزه ۳/۲–۲/۷ روز در هر دهه دیرتر رخ داده و دورهٔ رشد ٤–۲/٤ روز در هر دهه طولانی‌تر شده‌بود. مطابق سناریوهای GCM در دوره‌های ۲۰٦۵–۲۰٤۵ و ۲۱۰۰–۲۰۸۰ آخرین یخبندان بهاره ۱۱–٤ و ۱۵–٤/۵ روز در هر دهه زودتر و اولین یخبندان پاییزه ۱۰–۱ و ۱۳–٤ روز در هر دهه دیرتر رخ خواهدداد و همچنین دورهٔ رشد ۲۵–۱۰ و ٤۰–۱۳ روز در هر دهه طولانی‌تر می‌شود (آنانـدی[3] و همکاران، ۲۰۱۳: ۱٦۹). در حوضهٔ رودخانه البه[4] در جمهوری چک در دورهٔ (۱۹٦۱–۲۰۰۰) و دو دورهٔ آب‌وهوای آینده (۲۰۲۱–۲۰۵۰ و ۲۱۰۰–۲۰۷۰) تحت سناریوی A1B تاریخ رخداد آخرین یخبندان بهاره در دورهٔ مشاهداتی ۲ روز در هر دهه زودتر به وقوع می‌افتد و اولین یخبندان پاییزه ۱/۸ روز در هر دهه به تأخیر افتاده است. در دهه‌های آتی آخرین یخبندان بهاره به‌طور چشمگیری در مقایسه با آب‌وهوای دورهٔ دیده‌بانی زودتر رخ خواهدداد و اولین یخبندان پاییزه به‌طور قابل‌توجهی به تأخیر خواهدافتاد (پوتاپ[5]و همکاران، ۲۰۱٤: ۳). در ایران نیز بررسی‌های نوحی و همکاران (۱۳۸٦) و طاووسی و درخشی (۱۳۸۸) نشان از جابه‌جایی تاریخ رخداد یخبندان‌های پاییزه و بهاره به سمت زمستان دارد. نتایج پژوهش حاصل از شبیه‌سازی‌های مدل‌های گردش عمومی جو برای سال‌های ۲۰۲۵ و ۲۰۵۰ در ایران نشان داد که تاریخ وقوع اولین یخبندان پاییزه به ترتیب ۹–۵ روز و ۱۵–۸ روز به تأخیر خواهدافتاد. همچنین رخداد آخرین یخبندان بهاره به میزان ۸–٤ روز و۱۲–۷ روز زودتر رخ می‌دهد و شدت تغییر از شمال به جنوب و از غرب به شرق کشور افزایش خواهد یافت (نصیری محلاتی و همکاران، ۱۳۸۵: ۷۱). نتایج ارزیابی تغییرات یخبندان‌های دیرهنگام خراسان رضوی در دورهٔ اقلیمی آینده حاکی از آن است که به‌طور متوسط تاریخ وقوع یخبندان‌های دیر رس سبک ۱۳و یخبندان‌های سنگین ۷ روز زودتر از متوسط تاریخ گذشته به اتمام خواهند رسید. همچنین فراوانی وقوع و شدت یخبندان‌های دیررس در سه ایستگاه مورد بررسی کاهش چشمگیری نسبت به دوره اقلیمی گذشته خواهندداشت به‌گونه‌ای که میزان احتمال وقوع یخبندان سبک در مشهد ۱۷ درصد، تربت‌حیدریه ۷ درصد و سبزوار ۳٦ درصد نسبت به دورهٔ گذشته کاهش خواهدیافت این کاهش خطر در مورد یخبندان‌های سنگین با ٤۷، ۲۳ و ٥٤ درصد به‌ترتیب برای ایستگاه‌های مشهد، تربت‌حیدریه و سبزوار واضح‌تر است (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۸۹: ۱). شبیه‌سازی رخداد تغییر اقلیم و تأثیر آن بر زمان کاشت، طول دوره رشد و نیاز آبی گندم زمستانهٔ بهشهر با استفاده از خروجی مدل‌های HadCM3 و CGCM3 تحت سناریوی A2 در دوره‌های زمانی

1 Catskill Mountain region of New York
2 Cannonsville
3 Anandhi
4 Elbe River lowland
5 Potop

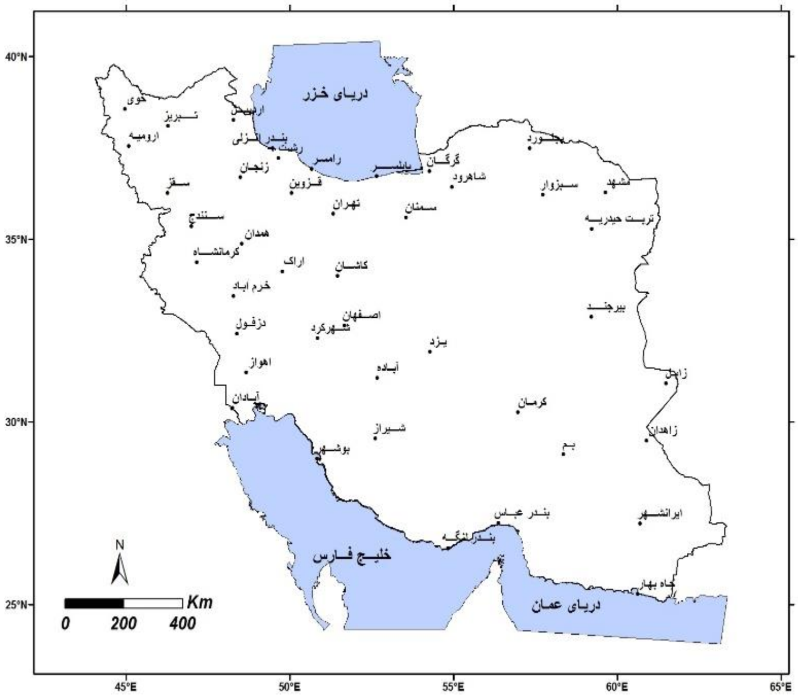
۲۰۷۰-۲۰٤۱، ۲۰٤۰-۲۰۱۱ و، ۲۱۰۰-۲۰۷۱ حاکی است که با جابه‌جائی تاریخ کاشت از ۹ آبان به سمت ۱۹ آذر، تبخیر و تعرق در تمام دوره‌ها افزایش می‌یابد. علت این افزایش، جابه‌جا شدن مراحل میانی و انتهائی رشد است که گیاه در این مرحله حداکثر تبخیر و تعرق را دارد به سمت اواسط بهار که هوا گرم‌تر است، بوده و درنتیجه تبخیر و تعرق بیشتر خواهدشد (سلیمانی و همکاران، ۱۳۹۱: ۱۱). بررسی تأثیرات تغییر اقلیم بر شماره روز اولین یخبندان پاییزه و آخرین یخبندان بهاره در ایران با استفاده از ریز مقیاس نمایی آماری SDSM تحت دو سناریوی انتشار A2 و B2 در چند نمونهٔ اقلیمی برای چشم انداز (۲۰۲۰-۲۰۳۹) نشان می‌دهد که میانگین شماره روز آخرین یخبندان بهاره در ایستگاه‌های کرمانشاه، گرگان و رشت کاهش و در ایستگاه‌های اصفهان و زاهدان بدون تفاوت و در مابقی ایستگاه‌ها افزایش می‌یابد. میانگین شماره روز اولین یخبندان پاییزه در ایستگاه کرمانشاه افزایش، در ایستگاه رشت بدون تفاوت و در مابقی ایستگاه‌های مورد مطالعه کاهش خواهد یافت (بهیار و همکاران، ۱۳۹۲: ۱۱۷). پژوهش‌هایی که در ایران صورت گرفته، با یک یا چند ایستگاه در منطقه‌ای محدود صورت گرفته‌است و اگر هم سراسر ایران را پوشش داده، با یک مدل و سناریو و تعداد معدودی ایستگاه انجام یافته‌است. در این پژوهش سعی می‌شود اثرات افزایش دمای کمینه بر جابه‌جایی زمانی تاریخ وقوع اولین و آخرین یخبندان‌های پاییزه و بهارهٔ ایران در دهه‌های آتی با دو مدل و سه سناریو شبیه‌سازی شود.

۲. منطقه مورد مطالعه

منطقهٔ مورد مطالعه سرزمین ایران بین ۲۵ تا ٤۰ درجهٔ شمالی و ٤٤ تا ٦٤ درجهٔ شرقی با مساحت ۱٦٤۸۱۹۵ کیلومتر مربع است. میانگین سالانهٔ دمای ایران حدود ۱۸ درجه سانتی‌گراد است. اگرچه در دهه‌های اخیر میانگین دما افزایش یافته، این تغییرات در گسترهٔ ایران به یک شکل و اندازه نبوده و بیشترین میزان افزایش میانگین دما در ایران در دمای کمینه رخ داده‌است (علیجانی و همکاران، ۱۳۹۰: ۱۰۲).

۳. مواد و روش‌ها

داده‌های مورد نیاز پژوهش شامل دو گروه داده‌های مشاهداتی و داده‌های شبیه‌سازی شده‌است. داده‌های مشاهداتی شامل: مقادیر بارش، تابش، دمای بیشینه و کمینهٔ روزانهٔ ٤۳ ایستگاه همدید در نواحی گوناگون ایران است که دارای دادهٔ کامل سی سال (۱۹۸۱-۲۰۱۰) بودند، از سازمان هواشناسی کشور دریافت شده است (شکل ۱). گروه دوم داده‌های شبیه‌سازی شدهٔ دورهٔ آینده (دههٔ ۲۰۵۰ و ۲۰۸۰) با استفاده از برونداد ریزگردانی شدهٔ دو مدل آب‌وهوای جهانی GFCM21 و HadCM3، در نسخهٔ ۵ مدل LARS-WG تحت سناریوهای انتشار (B1, A2, A1B) تولید شدند.



شکل۱. پراکنش ایستگاه‌های مورد مطالعه ایران

مدل LARS-WG برای مدل‌سازی متغیرهای هواشناسی توزیع‌های آماری پیچیده‌ای به کار می‌برد. سری‌های فوریه، درجه حرارت را تخمین می‌زنند. دمای کمینه و بیشینهٔ روزانه به صورت فرایندهای تصادفی و با میانگین و انحراف معیارهای روزانه که وابسته به وضعیت تر یا خشک بودن روز مورد نظر هستند، مدل‌سازی می‌شوند، سری فوریهٔ مرتبهٔ سوم برای شبیه‌سازی میانگین و انحراف معیار دمای فصلی به کار می‌رود. رفتار حاکم بر مقادیر مانده‌ها که از تفریق مقادیر میانگین از مقدار دیده‌بانی شده به دست می‌آیند، از طریق تحلیل خود همبستگی زمانی داده‌های کمینه و بیشینه به دست می‌آیند (سمنوف و بارو[1]، ۲۰۰۲: ٤). مدل در سه مرحلهٔ واسنجی، ارزیابی و ایجاد داده‌های هواشناسی انجام می‌شود. نیاز اساسی در مرحلهٔ واسنجی، فایلی است که مشخص‌کنندهٔ رفتار اقلیم در دورهٔ گذشته می‌باشد. این فایل با استفاده از داده‌های مشاهداتی دورهٔ پایه تهیه شده و مدل بر اساس آن اجرا می‌شود. برای مدل‌سازی آینده در ابتدا مدل بایستی آگاهی و شناخت کافی از رفتار آماری دوره دیدبانی را داشته باشد. این شناخت با واردکردن داده‌های روزانهٔ دیده‌بانی به مدل در بخش ارزیابی صورت می‌گیرد که نهایتاً منجر به تولید فایلی با پسوند wgx می‌شود. در بخش ارزیابی داده‌های آب‌وهوایی دیده‌بانی شده برای تعیین ویژگی‌های آماری‌شان تحلیل می‌شوند. درصورتی‌که نتایج به دست آمده از مقایسهٔ داده‌های تولیدی مدل با داده‌های دیده‌بانی قابل قبول باشد؛ می-توان آن‌ها را در سناریوهای آب‌وهوایی آینده مورد استفاده قرار داد. برای ارزیابی این‌که توزیع احتمال داده‌های تولید-

1 Semenov and Barrow

شده نزدیک به توزیع احتمال داده‌های دیده‌بانی ایستگاه‌های مورد بررسی است یا نه؛ توزیع احتمالاتی داده‌های دیده-بانی و داده‌های شبیه‌سازی‌شده، در گزینهٔ Q Test با استفاده از آزمون نکویی برازش کلموگرف اسمیرنف و میانگین و انحراف معیار داده‌ها با آزمون تی نمونه‌ای زوجی (تی وابسته) بررسی و معناداری آن‌ها در سطح معناداری ۰/۰۵ سنجیده شد.

در این پژوهش برای بررسی عدم قطعیت از روش بوت‌استراپ استفاده شد. روش بوت‌استراپ برای برآورد میزان دقت برآوردگرها، هنگام مشاهدات مستقل کاربرد دارد (ایران پناه و محمدزاده، ۱۳۸٤: ٦٥۳). برای محاسبهٔ فاصله اطمینان به روش بوت‌استراپ در نرم‌افزار SPSS، ابتدا سری زمانی ماهانهٔ دمای کمینهٔ ۳۰ سالهٔ ایستگاه‌ها (۱۹۸۱–۲۰۱۰) با استفاده از خروجی (baseline) لارس تهیه شد و محدودهٔ بالا و پایین معناداری میانگین و انحراف معیار دمای کمینهٔ ماهانهٔ هر ایستگاه در سطح ۹۹٪ محاسبه و با میانگین و انحراف معیار دمای کمینهٔ داده‌های دیده‌بانی مقایسه شدند. هرگاه مقادیر برآوردی مدل‌ها در محدودهٔ اطمینان داده‌های مشاهده‌ای قرار گیرد، بیانگر اطمینان در سطح اعتماد مورد نظر می‌باشد و درصورتی‌که خارج از محدوده باشد، بیانگر عدم اطمینان به مقدار برآوردی است.

به دلیل وجود عدم قطعیت در پیش‌بینی‌های اقلیمی ناشی از تفاوت‌های ساختاری در مدل‌های اقلیمی جهانی و همچنین عدم قطعیت در تغییرات شرایط اولیه یا پارامتری کردن مدل، استفاده از چند مدل و سناریو در پیش‌بینی‌ها توصیه می‌شود (سمنوف و ستارتونوویچ[1]، ۲۰۱۰: ۲) اجرای چند مدل و سناریو، گسترهٔ وسیعی را برای تحلیل ایجاد می‌کند. با انجام این کار می‌توان عدم قطعیت را در تولید داده‌های اقلیمی آینده به حداقل رساند.

در پیش‌فرض مدل LARS-WG ۱۵ مدل با سناریوهای انتشار خانوادهٔ A و B وجود دارد، لازم است جهت انتخاب کاراترین مدل‌ها، ابتدا عملکرد و کارایی این مدل‌ها را بر مبنای سناریوهای انتشار برای شبیه‌سازی داده‌های آینده مورد ارزیابی و تأیید قرارگیرد. انتخاب براساس اجرای مدل در دوره‌های متفاوت با بالاترین ضریب تعیین (R^2) و پایین‌ترین شاخص خطا شامل: خطای جذر میانگین مربعات (RMSE) و شاخص آماری توافق ویلموت (d) که مقداری بین صفر تا یک است که مقدار یک بیانگر بهترین برازش است، صورت گرفت (روابط ۱ تا ۳).

$$R^2=\frac{\frac{1}{2}\left[\sum_{i=1}^{n}(Xi-\overline{X})(Yi-\overline{Y})\right]}{\sum_{i=1}^{n}(Xi-\overline{X})^2\sum_{i=1}^{n}(Yi-\overline{Y})^2}$$ رابطهٔ ۱

در این رابطه مقدار R^2 بیانگر ارتباط خطی بین داده‌های شبیه‌سازی‌شده و مشاهداتی بوده که مقدار آن بین صفر تا یک می‌باشد. هرچه این مقدار به یک نزدیک‌تر باشد نشان‌دهندهٔ رابطهٔ خطی قوی‌تر بین دو مقدار می‌باشد. Xi و Yi بیانگر i امین دادهٔ دیده‌بانی و شبیه‌سازی شده توسط مدل، $\overline{X}$ و $\overline{Y}$ میانگین کل داده‌ها است.

1 Semenov and Stratonovitch

$$RMSE=\frac{1}{n}\sqrt{\sum_{n=1}^{n}(Sim_{,}i-obs_{,}i)^2}$$ رابطهٔ۲

$$d=1-\left\{\frac{\sum_{i=1}^{n}(|Sim_{,}i-obs_{,}i|)^2}{\sum_{i=1}^{n}(|Simi-\overline{obs}|+|obs_{,}i-\overline{obsi}|)^2}\right\}$$ رابطهٔ ۳

در این روابط Sim, i مقادیر شبیه‌سازی شده، $obs_{,}i$ مقادیر مشاهداتی و $\overline{obsi}$ میانگین مقادیر مشاهداتی است. بیشترین درصد خطای قابل قبول برای شاخص خطای جذر میانگین مربعات ۱۰ درصد است و بالاتر از این درصد عدم کارایی مدل در برآورد مقادیر را نشان می‌دهد. در شاخص آماری توافق ویلموت (d) هم مقادیر بین صفر تا یک است که مقدار یک بیانگر بهترین برازش است (هاشمی، ۱۳۹٤: ۹۲). از مجموعهٔ ۱۵ مدل لارس، دو مدل آب‌وهوای جهانی GFCM21 و HADCM3 که بیشترین کارایی (همبستگی) و کمترین خطای شبیه‌سازی را در برآورد پارامتر دما دارا بودند، انتخاب شدند.

۳. ۱. مدل HADCM3

مدل HADCM3 از سال ۳٦۰ روزه استفاده می‌کند و دارای یک شبکهٔ فضایی با ابعاد ۲/۵ درجه عرض جغرافیایی در ۳/۷۵ درجه طول جغرافیایی می‌باشد. این مدل به عنوان یکی از کامل‌ترین و مشهورترین مدل‌های گردش عمومی جو در نظر گرفته می‌شود. مدل منحصربه‌فرد است و در آن نیازی به تنظیمات شار جهت تولید یک سناریوی واقعی نیست (گوردون[1] و همکاران، ۲۰۰۰: ۱٤۷).

۳. ۲. مدل GFCM21

این مدل از مجموعهٔ مدل‌های آزمایشگاه دینامیک شارهای ژئوفیزیک دانشگاه پرینستون آمریکاست. مدل برای شبیه‌سازی آب‌وهوا جوی و اقیانوسی در مقیاس زمانی روزانه طراحی شده‌است. مدل اتمسفری نسخهٔ GFCM21 دارای قدرت تفکیک ۲/۵×۲ درجهٔ (طول×عرض) و ۲٤ تراز عمودی است. مدل اقیانوسی با تفکیک۱×۱درجهٔ طول و عرض جغرافیایی، دارای ۵۰ تراز عمودی است (دلورث[2] و همکاران، ۲۰۰٦: ٦٤٤).

داده‌های شبیه‌سازی شده با این دو مدل برای بازه‌های زمانی (۲۰٤٦–۲۰٦۵) و (۲۰۸۰–۲۰۹۹)، تحت سه سناریوی انتشار A2، A1B و B1 اجرا و تولید شدند. بعد از تشکیل بانک اطلاعاتی داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده، بازهٔ زمانی ۳۰۳ روزه جهت مطالعه انتخاب شد؛ یعنی اول شهریور به عنوان روز مبنا انتخاب و روزهای دیگر به ترتیب، نسبت به این مبدأ شمارش و آخرین روز ۳۱ خرداد در نظر گرفته شد. پس از تنظیم داده‌ها بر اساس روز

1 Gordon
2 Delworth

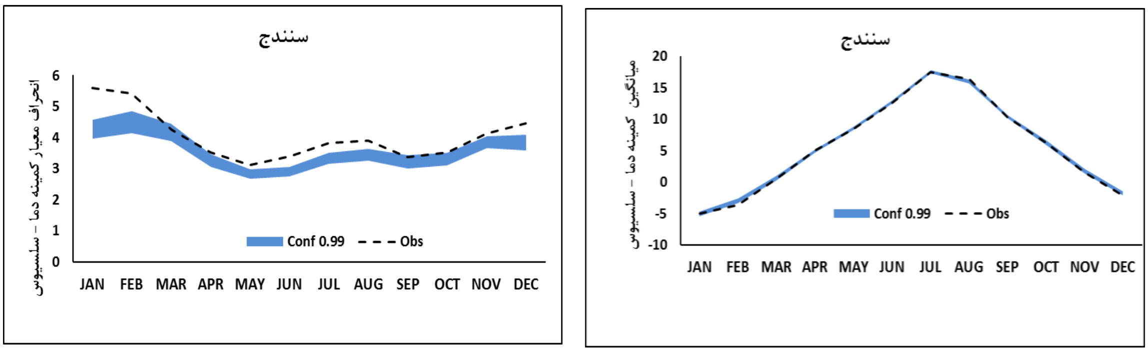
ژولیوسی، تاریخ رخداد نخستین یخبندان پاییزه و واپسین یخبندان بهاره برای هر ایستگاه به صورت جداگانه استخراج گردید. سپس برای مقایسهٔ تغییرات احتمالی تاریخ رخداد اولین و آخرین یخبندان در دهه‌های آتی اختلاف داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی در اقلیم میانی و دور با دو مدل و تحت سه سناریو محاسبه و نقشه‌های تغییرات تاریخ رخداد اولین و آخرین یخبندان در بازه‌های زمانی مورد نظر ایران بر مبنای داده‌های ایستگاهی تهیه گردید.

٤. بحث و نتایج

بررسی نتایج روایی مدل لارس در شبیه‌سازی داده‌های کمینهٔ دما با آزمون k-s بیانگر این است که اختلاف معنی داری بین داده‌های شبیه‌سازی شده و دیده‌بانی وجود ندارد و با آزمون تی، اختلافات به غیر از ایستگاه بجنورد در ماه ژانویه، ایستگاه‌های بوشهر و شهرکرد در ماه مارس، ایستگاه اصفهان در ماه فوریه و ایستگاه زاهدان در ماه اوت در سطح ۰/۰۵ معنی‌دار نیست.

در کل می‌توان گفت که مدلLARS-WG از توانایی قابل قبولی جهت شبیه‌سازی داده‌های دمای کمینهٔ ایستگاه-های مورد مطالعه در ایران برخوردار است و خطای موجود تصادفی است.

تحلیل عدم قطعیت میانگین دمای کمینهٔ ایستگاه نمونهٔ سنندج در شکل (۲) آورده شده‌است. نتایج بیانگر آن است که میانگین دمای کمینهٔ ایستگاه سنندج ۱۰ ماه و انحراف معیار دمای کمینهٔ ۲ ماه در محدودهٔ اطمینان ۹۹٪ قرار دارد. در کل ایستگاه‌ها میانگین دمای کمینه در ۷۲/۷ درصد ماه‌ها، ولی ٦/٦ درصد انحراف معیار ماه‌ها در محدودهٔ اطمینان قرار دارد. درحالی‌که در تمام ایستگاه‌ها بیشتر ماه‌ها انحراف معیار داده‌های دیده‌بانی فاصلهٔ زیادی با سطح اطمینان داده‌های برآوردی ندارد، نتایج حاکی از ضعف مدل در برآورد انحراف معیار است که برای کاهش عدم قطعیت آن‌چنان‌که ذکر شد از دو مدل و سه سناریو بهره گرفته شده‌است.



شکل ۲. نمودار بوت استراپ میانگین و انحراف معیار دمای کمینهٔ ایستگاه سنندج در محدودهٔ اطمینان ۹۹٪

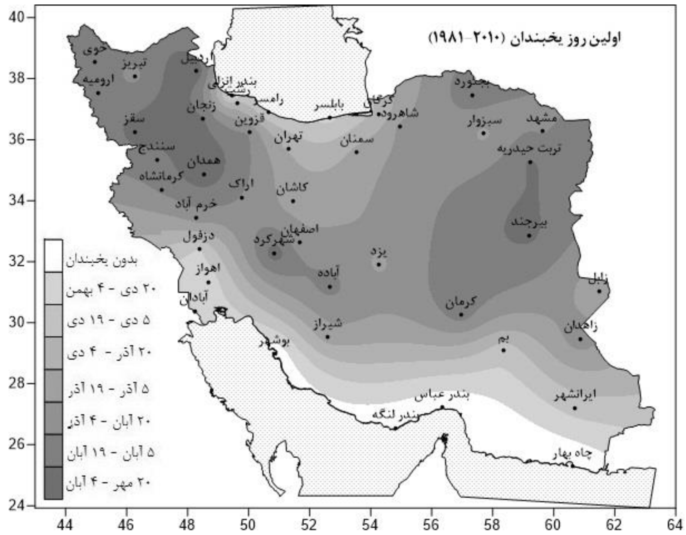
بررسی نتایج روند افزایش میانگین سالانهٔ تغییرات دمای کمینه و بیشینهٔ ایـران در دهـه‌هـای ۲۰، ۵۰ و ۹۰ آتـی بـا میانگین مدل‌های HadCM3 و GFCM21 نسبت دورهٔ (۱۹۸۱–۲۰۱۰) نشان می‌دهد کـه میـزان افـزایش دمـای کمینـه بیشتر از افزایش دمای بیشینه خواهد بود جدول (۱). افزایش دمای کمینـه، تـأثیر زیـادی روی شـاخص‌هـای یخبنـدان چون: فراوانی روزهای یخبندان، تغییر در تاریخ رخداد اولین و آخرین یخبندان‌هـا، طـول دورهٔ یخبنـدان و طـول دورهٔ رشد دارد.

جدول ۱. میانگین سالانهٔ افزایش دمای کمینه و بیشینهٔ ایستگاه‌های مورد بررسی ایران در دهه‌های آتی با میانگین مدل‌های HadCM3 و GFCM21 و سناریوهای انتشار A2, A1B و B1 نسبت دورهٔ (۱۹۸۱–۲۰۱۰)

دوره	سناریو	دمای بیشینه C^0	دمای کمینه C^0
۲۰۱۱–۲۰۳۰	A1B	۰/٦٧	۰/۷۱
	A2	۰/۷۱	۰/۷۵
	B1	۰/٦٥	۰/٦٨
۲۰٤٦–۲۰٦٥	A1B	۲/۳٤	۲/۳۷
	A2	۲/۱۳	۲/۱٦
	B1	۱/٦٨	۱/۸
۲۰۸۰–۲۰۹۹	A1B	۳/٤۷	۳/٥
	A2	٤/۰۷	٤/۰۹
	B1	۲/۳٤	۲/۳۷

میانگین رخداد اولین روز یخبندان در ایران

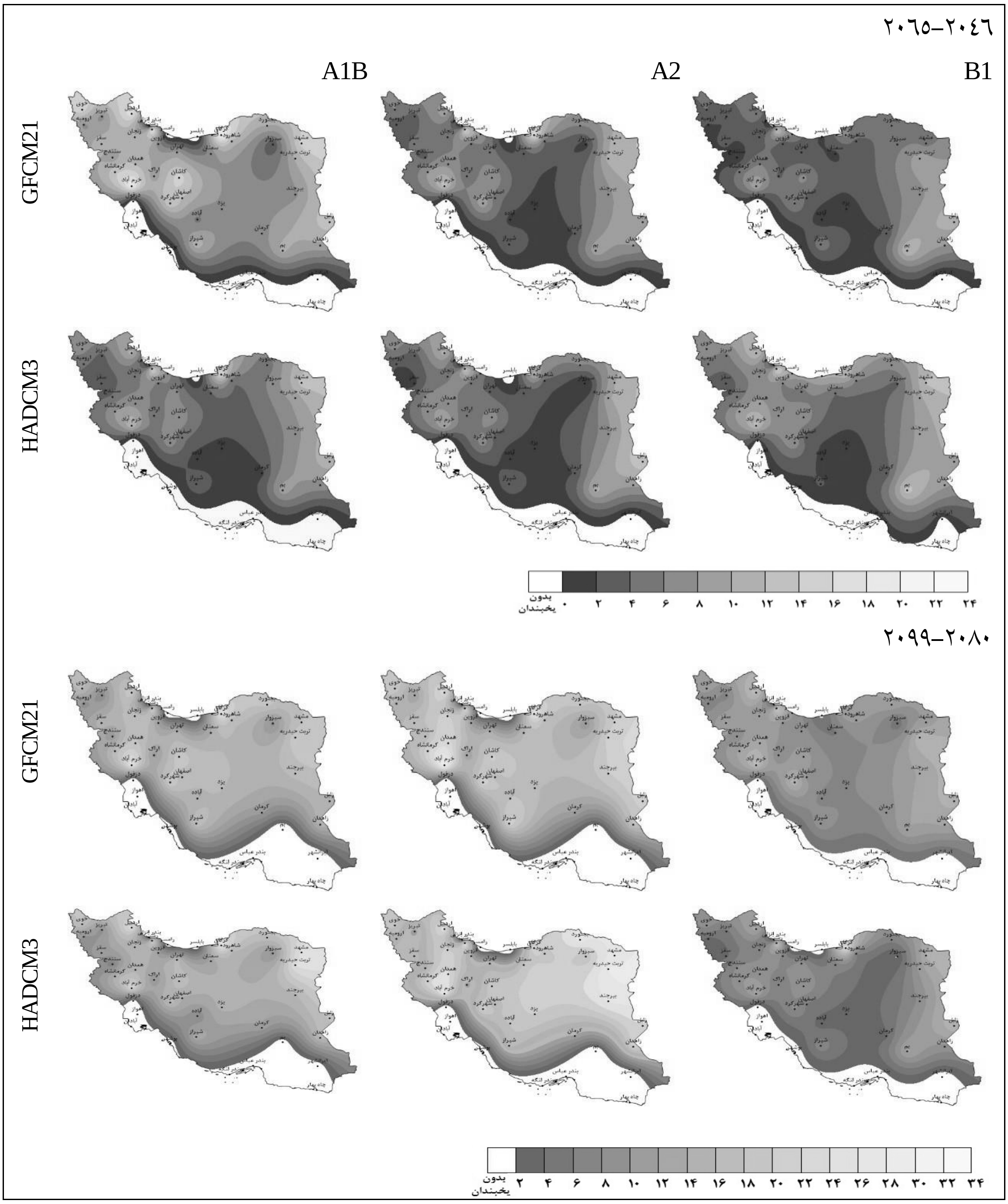
نقشهٔ پهنه‌بندی میانگین اولین روز یخبندان در ایران نشان می‌دهد که میانگین اولین روز یخبندان در حد فاصـل ۲۰ مهر تا ٤ آبان در ارتفاعات شمال غربی (سـقز، همـدان، اردبیـل و زنجـان)، شـمال شـرقی (بجنـورد، تربت‌حیدریـه و بیرجند و همچنین در ارتفاعات زاگرس مرکزی (شهرکرد) رخ می‌دهند و دیرترین میـانگین آن نیـز در حـد فاصـل ۲۰ دی تا ٤ بهمن کمی دورتر از سواحل جنوبی ایران در نوار باریکی موازی با ساحل (از ایرانشهر تا دزفـول) و قسـمت‌هایی از سواحل شمالی (از بابلسر تا بندر انزلی) رخ می‌دهد. بیشتر بخش‌های سـواحل جنـوبی ایـران بـدون یخبنـدان هستند؛ بنابراین فاصله بین زودترین و دیرترین میانگین اولین روز یخبندان در ایران ۱۰٦ روز می‌باشد (شـکل۳). نتـایج پژوهش محمودی و همکاران (۱۳۹۲) مشابهت زیادی با نتایج این پژوهش دارد.



شکل ۳. میانگین رخداد اولین روز یخبندان در ایران در بازۀ زمانی (۱۹۸۱-۲۰۱۰)

در اقلیم میانی (۲۰٤٦-۲۰٦٥) بر اساس مدل GFCM21 و سناریوهای انتشار A2, A1B وB1 در ایستگاه‌هایی مانند گرگان، خرم‌آباد، رشت و اردبیل بیشترین تغییر نسبت به دورۀ پایۀ (۱۹۸۱-۲۰۱۰) دیده می‌شود. سراسر نوار ساحلی جنوب با فاصلۀ زیادی از ساحل از چاه‌بهار و ایرانشهر در جنوب شرق تا آبادان و دزفول در جنوب غرب بدون یخبندان خواهد بود. میانگین تغییرات به ترتیب سناریوهای یادشده به ترتیب ۱۳، ۸ و ۷ روز خواهد بود. در مدل HadCM3 میانگین تغییرات ۹، ۸ و ۷ روز خواهد بود. روند مثبت در تمام ایستگاه‌ها به غیر از سقز دیده می-شود. در سقز در سناریوی B1 دو روز نسبت به دورۀ پایه زودتر رخ خواهد داد. درحالی‌که براساس مطالعۀ بهیار و همکاران (۱۳۹۲) اولین یخبندان پاییزه پیش‌بینی‌شده در ایستگاه‌های کرمان، زاهدان، شیراز و گرگان زودتر رخ خواهدداد.

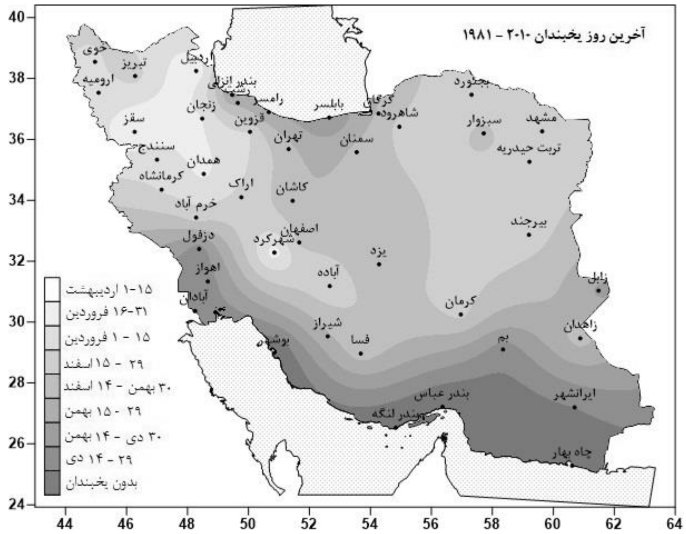
در دورۀ (۲۰۸۰-۲۰۹۹) بر اساس مدل GFCM21 و سناریوهای A2, A1B وB1 ۱۸، ۲۱ و ۹ روز و در مدل HadCM3 ۱٦، ۲۱ و ۹ روز روند مثبت نسبت به دورۀ (۱۹۸۱-۲۰۱۰) دیده می‌شود. تغییرات مکانی تا حدود زیادی همانند دورۀ قبلی است فقط فراوانی آن بیشتر شده است. بیشترین جابه‌جایی‌ها در ایستگاه‌هایی چون خرم‌آباد، رشت و گرگان مشاهده می‌شود. میزان تغییرات در ایستگاه‌های شمال شرقی سبزوار و سمنان، و نیمۀ جنوبی کرمان، بم و آباده و بیشتر ایستگاه‌های شمال‌غرب نسبت به دیگر مناطق کمتر است شکل (٤). در پژوهش بهیار و همکاران (۱۳۹۲) نیز ایستگاه تبریز تغییر زیادی نداشته‌است.



شکل ٤. تغییرات نخستین روز یخبندان در ایران در دوره‌های (۲۰٤٦-۲۰٦٥) و (۲۰۸۰-۲۰۹۹) نسبت به دوره مشاهداتی (۱۹۸۱-۲۰۱۰) براساس خروجی مدل‌های GFCM21 و HadCM3 تحت سه سناریوی انتشار A1B، A2 و B1.

میانگین رخداد آخرین روز یخبندان در ایران

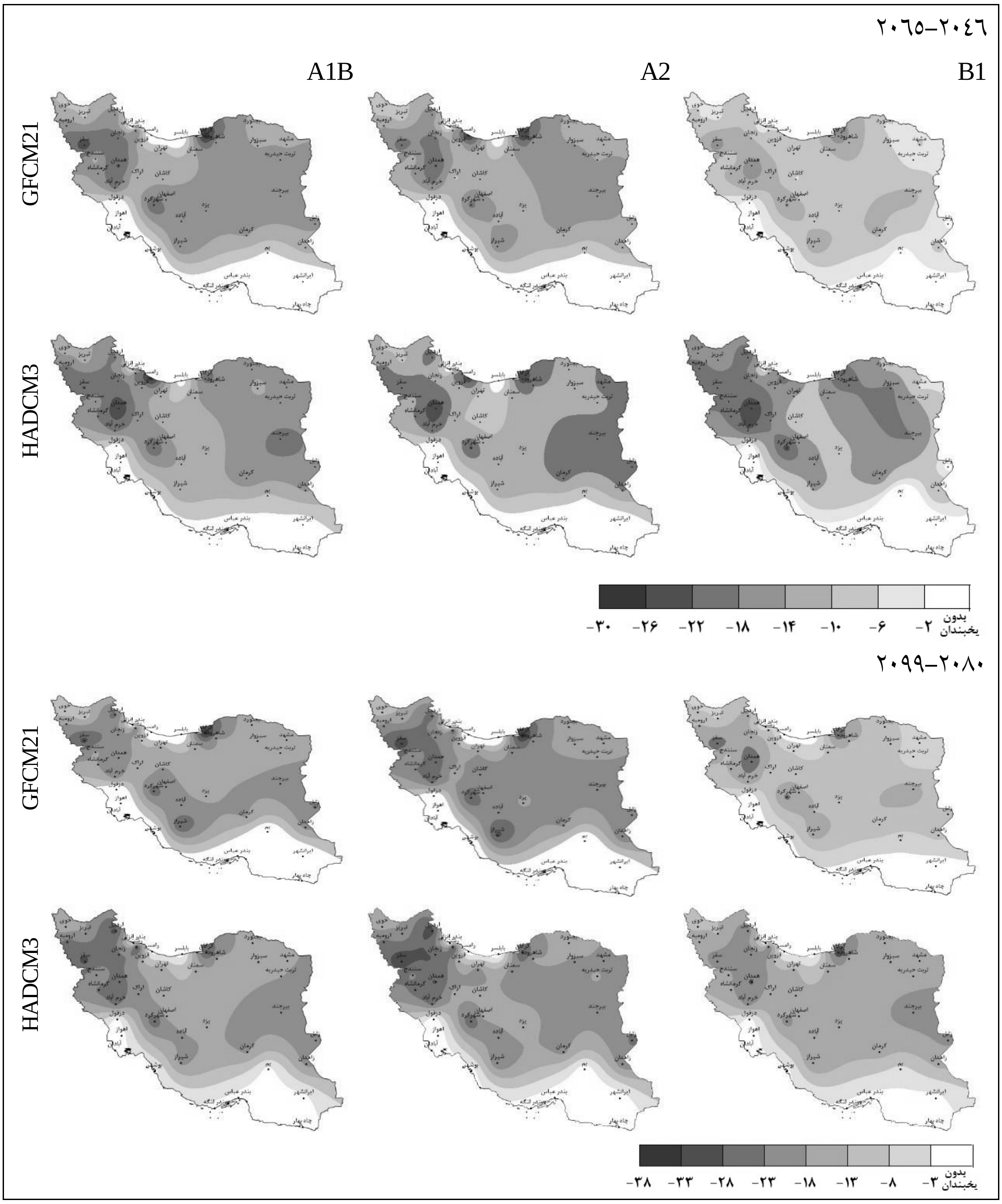
زودترین میانگین آخرین روز یخبندان در ایران در نـوار بـاریکی کمـی دورتـر از سـواحل شـمالی خلیج‌فـارس و دریای عمان و موازی با سواحل در اوایل بهمن رخ می‌دهد. همچنین دیرترین روز میانگین سـالانهٔ پایـان یخبنـدان در ایران در آذربایجان، کردستان، خراسان و ارتفاعات استان چهارمحال و بختیاری رخ می‌دهد. به‌طوری‌که در ایـن منـاطق رخداد آخرین روز یخبندان گاهی تا اواخر فروردین و اوایـل اردیبهشـت بـه تعویـق مـی‌افتـد (شـکل ۵). یافتـه‌هـای محمودی و همکاران (۱۳۹۲) در این زمینه تا حدود زیادی منطبق با نتایج پژوهش فعلی است.



شکل ۵. میانگین رخداد آخرین روز یخبندان در ایران در بازهٔ زمانی (۱۹۸۱–۲۰۱۰)

در بازهٔ زمانی (۲۰٤٦–۲۰٦٥) روند کاهشی یعنی جابه‌جایی به سمت زمستان در همهٔ ایستگاه‌ها دیده مـی‌شـود. بـر اساس مدل GFCM21 و سناریوهای انتشار A2, A1B و B1 آخرین یخبندان بهـاره بـا میـانگین ١٦، ۱۵ و ۹ روز و در مدل HadCM3 ١٤،١٣ و ۱۱ روز زودتر رخ خواهدداد. در ایستگاه‌هـای گرگـان، رامسـر، بابلسـر و رشـت بیشـترین جابه‌جایی رخ خواهدداد. در ایستگاه‌های بم و زابل و تبریز میزان جابه‌جایی کم خواهدبود. نکتـهٔ قابـل توجـه ایـن‌کـه ایستگاه‌های غربی چون همدان، سقز، سنندج و زنجان در رخداد اولین یخبنـدان پـاییزه دارای تغییـر کمـی بودنـد، در وقوع آخرین یخبندان بهاره دارای جابه‌جایی زیادی هستند؛ یعنی میزان جابه‌جایی رخـداد آخـرین یخبنـدان بهـاره بـه سمت زمستان در آن‌ها بیشتر از جابه‌جایی اولین یخبندان پاییزه به سمت زمستان است.

در دههٔ ۸۰ (۲۰۸۰–۲۰۹۹) میزان تغییر بر اساس سناریوهای مذکور در مدل GFCM21 بـه ترتیـب ۲۰، ۲۲ و ۱۳ و در مدل HadCM3 ۲۰،۲۷ و ١٦ روز خواهد بود. بیشـترین رونـد منفـی در ایسـتگاه‌هـای گرگـان، رشـت، اردبیـل و شهرکرد خواهد بود. خوی، قزوین، بم و کاشان کمترین جابه‌جایی منفی خواهندداشت شکل (٦).



شکل ٦. تغییرات واپسین روز یخبندان در ایران در دوره‌های (٢٠٤٦-٢٠٦٥) و (٢٠٨٠-٢٠٩٩) نسبت به دوره مشاهداتی (١٩٨١-٢٠١٠) براساس خروجی مدل‌های GFCM21 و HadCM3 تحت سه سناریوی انتشار A1B، A2 و B1 .

۵. نتیجه‌گیری

نتایج مشاهده شده در این مطالعه با بسیاری از یافته‌های پیشین در خصوص تغییرات تاریخ آغاز و پایان یخبندان‌های بهاره و پاییزه در ایران و سایر نقاط جهان هم‌خوانی دارد و بیانگر جابه‌جایی رخداد یخبندان‌های پاییزه و بهاره به سمت زمستان است. به‌گونه‌ای که میانگین رخداد اولین یخبندان پاییزهٔ ایران در دورهٔ (۲۰٤٦–۲۰٦۵) بر اساس مدل GFCM21 سناریوهای انتشار A1B، A2 و B1 به ترتیب ۱۳، ۸ و ۷ روز و در مدل HadCM3 ۹، ۸ و ۷ روز دیرتر رخ خواهد داد. در دورهٔ (۲۰۸۰–۲۰۹۹) بر اساس مدل GFCM21 و سناریوهای A2, A1B و B1 ۱۸، ۲۱ و ۹ روز و در مدل HadCM3 ۱٦، ۲۱ و ۹ روز روند مثبت نسبت به دورهٔ (۱۹۸۱–۲۰۱۰) دیده می‌شود. واپسین یخبندان بهاره در اقلیم میانی بر اساس مدل GFCM21 و سناریوهای انتشار A2, A1B و B1 آخرین یخبندان بهاره با میانگین ۱٦، ۱۵ و ۹ روز و در مدل HadCM3 ۱٤،۱۳ و ۱۱ روز زودتر رخ خواهد داد. در دههٔ ۹۰ (۲۰۸۰–۲۰۹۹) میزان تغییر بر اساس سناریوهای مذکور در مدل GFCM21 به ترتیب ۲۰، ۲۲ و ۱۳ و در مدل HadCM3 ۲۰،۲۷ و ۱٦ روز خواهد بود. یافته‌های پژوهش تفاوت‌هایی از نظر جابه‌جایی زمانی و مکانی با پژوهش‌های پیشین دارد. در مطالعهٔ نصیری محلاتی و همکاران (۱۳۸۵) در اقلیم میانی (۲۰۵۰) تاریخ وقوع اولین یخبندان پاییزه در ایران ۱۵–۸ روز به تأخیر خواهدافتاد. همچنین رخداد آخرین یخبندان بهاره ۱۲–۷ روز زودتر رخ می‌دهد. براساس یافته‌های این پژوهش در اقلیم میانی روند مثبت در تمام ایستگاه‌ها به غیر از سقز دیده می‌شود. درحالی‌که براساس مطالعهٔ بهیار و همکاران (۱۳۹۲) اولین یخبندان پاییزه پیش‌بینی شده در ایستگاه‌های کرمان، زاهدان، شیراز و گرگان زودتر رخ خواهدداد. تفاوت‌هایی که وجود دارد ناشی از انتخاب نوع مدل، سناریو، اختلاف در انتخاب طول دورهٔ مشاهداتی و شبیه‌سازی است.

این جابه‌جایی زمانی از سویی منجر به کاهش دورهٔ یخبندان و کاهش تولید گندم دیم می‌شود. از سوی دیگر با افزایش طول دورهٔ رشد باعث افزایش تبخیر و تعرق، تخلیهٔ رطوبت خاک و کاهش جریان منجر به تغییر چرخهٔ هیدرولوژیک می‌شود و به‌علاوه باعث نیاز آبی بیشتر گیاهان و درنهایت استفادهٔ بیشتر از آب می‌شود. این تغییرات و اثرات زیان‌بار آن می‌تواند تهدیدی برای دستیابی به توسعه پایدار در کشورمان باشد. ازاین‌رو افزایش آگاهی از چگونگی تغییرات در پراکندگی زمانی- مکانی شاخص‌های یخبندان جهت اتخاذ استراتژی‌های سازگار با تغییرات، به‌خصوص در کشور ایران که بیشتر در معرض پیامدهای مخرب آن است، نیازمند مطالعه و توجه بسیار است.

کتابنامه

اسماعیلی، رضا؛ مجید حبیبی نوخندان و غلامعباس فلاح قالهری؛ ۱۳۸۹. ارزیابی تغییرات طول دوره رشد و یخبندان ناشی از نوسانات اقلیمی مطالعه موردی: خراسان رضوی. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۳. پاییز. صص ۸۲–٦۹.

ایران پناه، نصراله و محسن محمدزاده؛ ۱۳۸٤. روش بوت استرپ بلوک مجزا در آمار فضایی. نشریه علوم دانشگاه تربیت‌معلم جلد ۵. شماره ٤. صص ٦٦٤–٦۵۳.

بهیار، محمدباقر؛ مرضیه خیراندیش و محمدتقی زمانیان؛ ۱۳۹۳. بررسی تأثیرات تغییر اقلیم بر شماره روز اولین یخبندان پاییزه و آخرین یخبندان بهاره در ایران با استفاده از ریز مقیاس نمایی SDSM. نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی. سال چهارم. شماره پانزدهم و شانزدهم. صص ۱۲۸-۱۱۷.

طاووسی، تقی و جعفر درخشی؛ ۱۳۸۹. تحلیل آماری احتمال رخداد و دوره‌های برگشت یخبندان‌های زودرس و دیررس زاهدان در دوره آماری (۱۳۸٦-۱۳٦۰). مجله علمی – پژوهشی فضای جغرافیایی. سال دهم. شماره ۳۰. صص ۱۰٤-۸۹.

علیجانی، بهلول؛ پیمان محمودی؛ محمد سلیقه و اله بخش ریگی چاهی؛ ۱۳۹۰. بررسی تغییرات کمینه‌ها و بیشینه‌های سالانه دما در ایران. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. سال ۲۳. شماره ۳. صص ۱۲۲-۱۰۱.

محمودی، پیمان؛ محمود خسروی؛ سید ابوالفضل مسعودیان و بهلول علیجانی؛ ۱۳۹۲. اطلس اقلیم‌شناسی ویژگی‌های آماری یخبندان‌های ایران. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. سال ۲۸. شماره ٤. زمستان ۱۳۹۲. شماره پیاپی ۱۱۱. صص ٦٦-٥٥.

نصیری محلاتی، مهدی؛ علیرضا کوچکی؛ غلامعلی کمالی و حسن مرعشی؛ ۱۳۸۵. بررسی اثرات تغییر اقلیم بر شاخص‌های اقلیم کشاورزی ایران. نشریه علوم و صنایع کشاورزی. جلد ۲۰. شماره ۷. صص ۸۲-۷۱.

نوحی، کیوان؛ مژده پدرام؛ فاطمه صحرائیان و غلامعلی کمالی؛ ۱۳۸٦. بررسی و تحلیل تاریخ آغاز و پایان یخبندان‌های تابشی-فرارفتی و فرارفتی در استان‌های آذربایجان غربی و شرقی. فصلنامه پژوهش و سازندگی. شماره ۷۵. صص ۸۵-۷۸.

هاشمی عنا، سید کرامت؛ محمود خسروی و تقی طاووسی؛ ۱۳۹٤. اثر تغییر اقلیم بر طول دوره‌های خشک در ایران. پایان‌نامه دکتری در رشته جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم‌شناسی در برنامه‌ریزی محیطی. دانشگاه سیستان و بلوچستان.

Anandhi, A., Zion, M. S., Gowda, P. H., Pierson, D. C., Lounsbury, D., & Frei, A. (2013). Past and future changes in frost day indices in Catskill Mountain region of New York. *Hydrological Processes*, *27*(21), 3094-3104.

Cooter, E. J., & Leduc, S. K. (1995). Recent frost date trends in the north-eastern USA. *International Journal of Climatology*, *15*(1), 65-75.

Crimp, S. J., Gobbett, D., Kokic, P., Nidumolu, U., Howden, M., & Nicholls, N. (2016). Recent seasonal and long-term changes in southern Australian frost occurrence. *Climatic Change*, *139*(1), 115-128.

Delworth, T. L., Broccoli, A. J., Rosati, A., Stouffer, R. J., Balaji, V., Beesley, J. A., ... Durachta, J. W. (2006). GFDL's CM2 global coupled climate models (Part I: Formulation and simulation characteristics). *Journal of Climate*, *19*(5), 643-674.

Easterling, D. R. (2002). Recent changes in frost days and the frost-free season in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *83*(9), 13-27.

Gordon, C., Cooper, C., Senior, C. A., Banks, H., Gregory, J. M., Johns, T. C., ... Wood, R. A. (2000). The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics*, *16*(2-3), 147-168.

Potop, V., Zahraniček, P., Türkott, L., Štěpánek, P., & Soukup, J. (2014). Risk occurrences of damaging frosts during the growing season of vegetables in the Elbe River lowland, the Czech Republic. *Natural Hazards, 71*(1), 1-19.

Qian, B., Gameda, S., Zhang, X., & De Jong, R. (2012). Changing growing season observed in Canada. *Climatic Change, 112*(2), 339-353.

Reilly, J. (1999). What does climate change mean for agriculture in developing countries? A comment on Mendelsohn and Dinar. *The World Bank Research Observer, 14*(2), 295-305.

Roshan, G., Oji, R., & Al-Yahyai, S. (2014). Impact of climate change on the wheat-growing season over Iran. *Arabian Journal of Geosciences, 7*(8), 3217-3226.

Semenov, M. A. & Barrow, E. M. (2002). LARS-WG. A stochastic weather generator for use in climate impact studies *User's manual, Version3. 0*. Available at: http:// www. rothamsted. ac. uk/ sites/ default/ files/ groups/ mas- models/ download/ LARS-WG-Manual. pdf

Semenov, M. A., & Barrow, E. M. (2002). LARS-WG. A stochastic weather generator for use in climate impact studies

Semenov, M. A., & Stratonovitch, P. (2010). Use of multi-model ensembles from global climate models for assessment of climate change impacts. *Climate Research, 41*(1), 14.

Shen, S. S. P., Yin, H., Cannon, K., Howard, A., Chetner, S., & Karl, T. R. (2005). Temporal and spatial changes of the agroclimate in Alberta, Canada, from 1901 to 2002. *Journal of Applied Meteorology, 44*(7), 1090-1105.

Skaggs, K. E., & Irmak, S. (2012). Long-term trends in air temperature distribution and extremes, growing degree-days, and spring and fall frosts for climate impact assessments on agricultural practices in Nebraska. *Journal of Applied Meteorology and Climatology, 51*(11), 2060-2073.

Yu, L., Zhong, S., Bian, X., Heilman, W. E., & Andresen, J. A. (2014). Temporal and spatial variability of frost-free seasons in the Great lakes region of the United States. *International Journal of Climatology, 34*(13), 3499-3514.

Zhang, D., Xu, W., Li, J., Cai, Z., & An, D. (2014). Frost-free season lengthening and its potential cause in the Tibetan Plateau from 1960 to 2010. *Theoretical and Applied Climatology, 115*(3-4), 441-450.